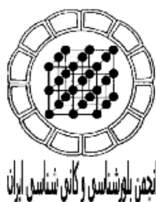
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۸، از صفحهٔ ۳۴۷ تا ۳۶۰



بررسی زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی پیرامون رگه‌های سیلیسی طلادار زایلیک، شرق اهر، استان آذربایجان‌شرقی

اعظم سادات میرانوری[1*]، علی‌اصغر کلاگری[1]، کمال سیاه‌چشم[1]، قهرمان سهرابی[2]

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۲/۵، نسخه نهایی: ۹۷/۶/۲۶)

چکیده: منطقه کانی‌زایی زایلیک در پهنه فلززایی ارسباران در شرق شهرستان اهر، استان آذربایجان‌شرقی واقع است. واحدهای سنگی عمده منطقه، شامل توف و گدازه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی وابسته به ائوسن پسین بوده که میزبان کانی‌سازی رگه‌ای طلا هستند. این سنگ‌ها توسط محلول‌های گرمابی دستخوش دگرسانی بیشتر سیلیسی، آرژیلی، فیلیک (کوارتز- سریسیت) و پروپیلیتی شده‌اند. بررسی زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی در این منطقه نشان می‌دهد که در پهنه سیلیسی به دلیل ماهیت اسیدی سیال‌ها و شستشوی شدید سنگ میزبان، تهی‌شدگی بیشتر عناصر اصلی و فرعی رخ داده است. میزان آبشویی به سمت پهنه پروپیلیتی به دلیل افزایش pH محلول‌های دگرسان‌کننده، کمتر شده است. از طرفی، وجود کانی‌هایی با جذب سطحی بالا مانند کانی‌های رسی باعث تثبیت و تمرکز بسیاری از عناصر در پهنه‌های آرژیلی، فیلیک و پروپیلیتی شده است. بررسی رفتار عناصر خاکی نادر (REE) در پهنه‌های سیلیسی شده نسبت به سنگ‌های آتشفشانی نسبتاً سالم در این منطقه نشان می‌دهد که بیشتر این عناصر دستخوش تهی‌شدگی شده‌اند. شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند مقدار TiO_2 و $(Ce + Y + La) – (Ba + Sr)$ نشان می‌دهند که محلول‌های گرمابی درونزاد نقش بسیار مهمی در گسترش پهنه‌های دگرسانی در این منطقه داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: *عناصر خاکی نادر؛ فیلیک؛ پروپیلیتی؛ آرژیلی؛ سیلیسی؛ دگرسانی؛ زایلیک اهر؛ آذربایجان‌شرقی.*

مقدمه

منطقه امیدبخش طلای زایلیک در پهنه فلززایی ارسباران در شرق شهرستان اهر واقع است. پهنه فلززایی ارسباران به دلیل ویژگی‌های زمین‌شناسی، از نظر کانی‌سازی طلا، مس و مولیبدن از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این پهنه، انواع کانه‌زایی پورفیری مس- مولیبدن [۲،۱]، اسکارنی مس و آهن [۳] و فراگرمایی طلا [۵،۴] وابسته به توده‌های نفوذی الیگوسن تشکیل شده‌اند. با توجه به حضور گسترده مناطق دگرسانی سیلیسی و آرژیلی در ناحیه آذربایجان و پهنه ارسباران، پروژه اکتشاف طلا و مس پورفیری در این پهنه موضوع پژوهش‌های گسترده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بوده و در اولویت اکتشاف قرار گرفته‌اند. گستره کانه‌زایی زایلیک در سال ۱۳۸۰ و در قالب پروژه اکتشاف طلای فراگرمایی و مس پورفیری در پهنه ارسباران شناسایی شد. عملیات اکتشافی در این منطقه نخست به صورت نمونه‌برداری اصولی سطحی از رگه‌های سیلیسی منطقه انجام گردید و طی سال‌های ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۳ عملیات اکتشاف نیمه‌تفصیلی شامل حفر ترانشه و بررسی‌های زمین‌فیزیکی به‌روش‌های بر پایه مقاومت ویژه الکتریکی (RS) و قطبش القایی (IP) انجام شد. براساس نتایج و اطلاعات بدست آمده از اکتشافات سطحی و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۵۳۲۷۳۵۹۵، پست الکترونیکی: A.s.Miranvary@gmail.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

نیمه‌سطحی، ۸ گمانه شناسایی به عمق حد بیشینه ۱۰۸ متر در سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۸۹ روی رگه‌های کانی‌سازی شده حفر گردید تا اطلاعات دقیق‌تری از وضعیت کانی‌سازی طلا در عمق به‌دست آید. نتایج بررسی‌های انجام شده در سازمان زمین‌شناسی در قالب گزارشی ارائه شده است [۶].

در این پژوهش براساس عناصر اصلی، فرعی و عناصر خاکی نادر پهنه‌های دگرسانی در این منطقه جزئیات رفتار و مقایسه پهنه‌های دگرسان با سنگ‌های نسبتاً سالم، شرایط فیزیکوشیمیایی سیال مسئول دگرسانی و کانی‌سازی و شدت دگرسانی، همچنین نوع محلول‌های دگرسان‌کننده بررسی شده‌اند.

روش بررسی

بررسی‌ها در این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی بازدید از منطقه به منظور ارزیابی و تفکیک واحدهای سنگی منطقه و پهنه‌های دگرسانی انجام شد. پس از شناسایی پهنه‌های دگرسانی، نمونه‌برداری اصولی از آنها به سمت سنگ میزبان کمتر دگرسان‌شده انجام شد. از بین نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۵۰ مقطع نازک و صیقلی از پهنه‌های دگرسان و سنگ میزبان تهیه شد و مورد بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری قرار گرفتند. برای تعیین فازهای کانیایی غیرقابل تشخیص در پهنه-های دگرسانی، بعضی از نمونه‌ها به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران بررسی شدند که نتایج آنها در جدول ۱ آمده است. برای تعیین عناصراصلی، فرعی و جزئی، ۸ نمونه به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو X (XRF) و طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP –OES) در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران در کرج و طیف‌سنجی جرمی نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در شرکت زرآزما در تهران تجزیه شدند که نتایج در جدول ۲ ارائه گردید.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه ارسباران در شمال‌غرب ایران، یکی از ایالت‌های فلززایی مس- مولیبدن- طلاست که با نام پهنه ارسباران شناخته می‌شود و به دلیل ویژگی‌های زمین‌شناسی- فلززایی آن همواره مورد توجه زمین شناسان بوده است. براساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۷]، این منطقه در پهنه البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد (شکل ۱ الف).

فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک در منطقه ارسباران در زمان‌های مختلف، با توجه به ویژگی‌های زمین‌ساختی- ماگمایی آن با کانی‌سازی‌های ویژه همراه است. از نظر زمانی کانه‌زایی در منطقه ارسباران در دو مقطع زمانی میوسن پیشین (مس و مولیبدن) و میوسن پسین (مس و طلا) رخ داده است. کانی‌سازی‌هایی از نوع پورفیری و فراگرمایی همراه با پهنه‌های دگرسانی گسترده در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تشکیل شده‌اند. توده‌های شبه آتشفشانی میوسن پیشین کانسارهای بزرگی از مس و مولیبدن نوع پورفیری- اسکارنی و وابسته به توده نفوذی تشکیل داده‌اند. توده‌های شبه آتشفشانی میوسن پسین همراه با کانی‌سازی‌های مهمی از مس و طلا ± مولیبدن بیشتر از نوع پورفیری و یا فراگرمایی هستند [۸].

قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه زایلیک، واحدهای ائوسن پسین هستند [۹]. مهمترین واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های آتشفشانی با سن ائوسن پسین، دایک‌های آندزیتی با سن ائوسن و واحدهای ریولیتی با سن الیگوسن است (شکل ۱ ب). واحدهای ائوسن پسین میزبان کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه بوده و در اثر محلول‌های گرمابی دستخوش دگرسانی شده‌اند. این سنگ‌ها شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیتی و تراکی‌آندزیتی هستند که بخش عمده منطقه را پوشش داده‌اند. سنگ‌های آذرآواری از نوع توف آندزیتی هستند و در قسمت شرقی منطقه گسترش بیشتری دارند. گدازه‌های آتشفشانی به صورت جریانی بر روی توف‌ها قرار گرفته‌اند و دارای ترکیب آندزیتی هستند. دایکهایی با ترکیب حدواسط با سن ائوسن در واحدهای قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند. روند عمومی این دایک‌ها شمالی- جنوبی بوده و تقریبا هم‌روند با گسل‌ها و شکستگی‌هایی است که رگه‌های کانی‌سازی شده منطقه را تشکیل می‌دهند. جدیدترین واحدهای سنگی منطقه نیز سنگ‌های ریولیتی- ریوداسیتی با سن الیگوسن است [۹].

در این منطقه، گسل‌ها و شکستگی‌هایی وجود دارند که واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و محل مناسبی برای تزریق محلول‌های گرمابی به وجود آورده‌اند. عبور سیال‌های گرمابی در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها افزون بر ایجاد دگرسانی، موجب نهشته شدن کانه‌های فلزی در این منطقه شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

جدول ۱ نتایج برآمده از الگوهای XRD برخی نمونه‌های منطقه زایلیک.

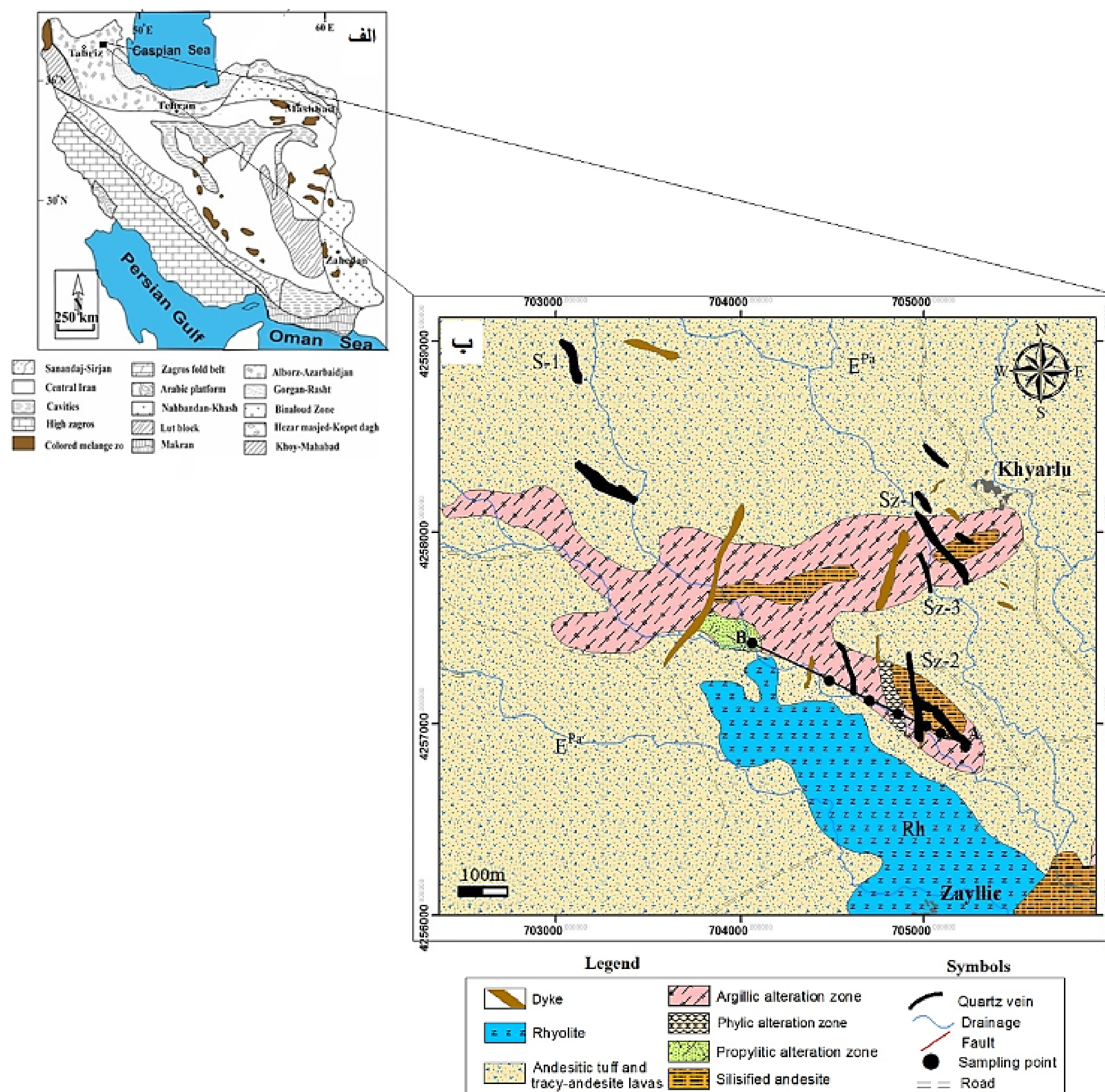
شماره نمونه	پهنه دگرسانی	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
Th-1	سیلیسی	کوارتز	کریستوبالیت
Th-4	سیلیسی	کوارتز	سریسیت، ایلیت
Th-5	فیلیک	کوارتز، سریسیت	ایلیت
Th-7	آرژیلی	کوارتز، کائولینیت	ایلیت + سریسیت
Th-8	آرژیلی	کوارتز، ایلیت	مونت‌موریونیت + آناتاز+ موسکویت + کلریت
Th-9	پروپیلیتی	کوارتز، کلریت	کلسیت + سریسیت + آناتاز

جدول ۲ نتایج تجزیه‌های ICP-OES, XRF و ICP-MS نمونه‌های مورد بررسی در منطقه زایلیک.

شماره نمونه	سنگ دیواره	Th-1	Th-3	Th-4	Th-5	Th-7	Th-8	Th9
SiO_2 %	۵۰٫۸۹	۸۹٫۰۷	۸۵٫۱۹	۸۵٫۶۶	۷۹٫۲۲	۷۵٫۱۱	۶۱٫۷۶	۵۲٫۰۵
Al_2O_3	۱۹٫۰۹	۷٫۳۵	۷٫۶۴	۹٫۲۵	۱۴٫۰۹	۱۷٫۳۳	۲۳٫۰۳	۲۰٫۲۶
FeOt	۲٫۴۳	۰٫۱۸	۰٫۶۵	۱٫۱۶	۰٫۵۷	۱٫۰۸	۱٫۹۴	۱٫۹۱
CaO	۶٫۶۷	۰٫۴۵	۰٫۵۴	۰٫۱۸	۰٫۲۵	۰٫۴۲	۰٫۸۱	۵٫۹۸
MgO	۶٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۱٫۷۱	۴٫۲۶
Na_2O	۳٫۵۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۳٫۳۷
K_2O	۲٫۴	۱٫۴۱	۰٫۷۷	۰٫۰۵	۳٫۰۸	۴٫۳	۵٫۲۰	۳٫۰۴
TiO_2	۰٫۷۵	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۷	۰٫۳۱	۰٫۴۰	۰٫۶۷	۰٫۶۷
P_2O_5	۰٫۳۵	۰٫۰۵	۰٫۲۸	۰٫۵۲	۰٫۰۵	۰٫۴۲	۰٫۰۴	۰٫۲۷
SO_3	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۳۲	۰٫۵۳	۰٫۱۴	۰٫۵۷	۰٫۱۶	۰٫۱
افت گرمایی (LOI)	۷٫۸	۱٫۴۳	۴٫۵۴	۲٫۶۶	۲٫۴۸	۴٫۵۴	۴٫۳۹	۸٫۱۸
Rb (ppm)	۸۵٫۷	۸۳٫۲	۸۱٫۷	۷۹٫۴	۱۳۱٫۲	۱۷۰٫۵	۱۳۳٫۲	۶۷٫۳
Ba	۷۴۰٫۵	۶۶۰٫۱	۷۲۵٫۱	۷۱۰٫۸	۱۶۲۶٫۸	۱۰۰۹٫۶	۱۵۷۱٫۸	۴۸۷٫۵
Sr	۶۷۱٫۷	۵۳۷٫۹	۲۹۰٫۷	۶۱۴٫۵	۱۱۰٫۶	۲۰۷٫۸	۲۹۰٫۵	۱۹۰٫۳
Pb	۱۰٫۰۱	۵۴٫۱	۴۲۳٫۰	۲۶۴٫۰	۱۶۷٫۱	۲۲۳٫۲	۳۳۳٫۰	۹٫۸۰
Zr	۷۳٫۱	۳۸٫۴	۳۳٫۲	۷۰٫۱	۱۷۱٫۱	۱۰۸٫۸	۱۷۳٫۴	۱۶۹٫۵
Nb	۱۴٫۳	۱۳٫۱۰	۸٫۹۱	۹٫۱۱	۱۴٫۹۱	۱۳٫۹۰	۲۷٫۴۰	۱۵٫۹۰
Ta	۲٫۱۰	۱٫۵۰	۰٫۸۲	۰٫۱۲	۲٫۶۱	۱٫۸۰	۲٫۴۰	۲٫۴۰
Ga	۱۸٫۱۱	۱۷٫۵۰	۱۵٫۳	۱۴٫۸۰	۱۳٫۴۰	۱۱٫۰۰	۲۳٫۴۰	۹٫۸۱
Ag	۱٫۰۱	۰٫۹۸	۱٫۰۰۹	۰٫۹۸	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۱٫۱۰	۱٫۰۵
Cd	۱٫۰۱	۱٫۰۰	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۱٫۰۲	۰٫۹۸	۱٫۰۰	۱٫۰۱
Cu	۳۶٫۱۰	۳۸٫۰۱	۱۱۲٫۰	۱۲۲٫۰	۱۹۲٫۱	۸۵٫۰۵	۳۰۸٫۰	۴۱٫۱۰
Zn	۶۹٫۱	۵۷٫۰	۷۸٫۲	۴۴٫۱	۲۱۷٫۰	۱۰۳٫۲	۶۸۶٫۰	۸۸٫۰۲
Co	۳۵٫۱۰	۱۰٫۰۰	۱۳٫۲۱	۱۵٫۵۰	۱۴٫۶۲	۱۸٫۹۰	۲۵٫۳۱	۳۲٫۲۰
Ni	۱۵٫۱	۹٫۸۵	۹٫۵۴	۱۲٫۱	۱۰٫۰	۱۴٫۱	۱۵٫۰	۱۲٫۴
V	۱۲۸٫۲	۳۵٫۲	۳۴٫۸	۳۴٫۳	۸۷٫۱	۴۴٫۹	۱۳۶٫۱	۱۴۰٫۷
La	۳۰٫۴	۱۷٫۲	۲۱٫۰	۱۸٫۵	۳۳٫۶	۳۱٫۱	۳۳٫۹	۳۶٫۹
Ce	۳۹٫۰	۲۲٫۳	۱۷٫۹	۱۰٫۱	۶۶٫۸	۳۸٫۴	۳۹٫۰	۵۲٫۴
Pr	۶٫۲	۶٫۷	۴٫۶	۶٫۳	۶٫۹	۸٫۱	۶٫۱	۶٫۷
Nd	۳۱٫۴	۱۹٫۸	۱۶٫۰	۱۸٫۹	۳۶٫۹	۱۷٫۵	۳۰٫۸	۲۶٫۴
Sm	۵٫۳	۳٫۹	۲٫۳	۳٫۸	۵٫۴	۴٫۹	۵٫۵	۵٫۶
Eu	۲٫۰	۱٫۰	۰٫۶	۰٫۸	۲٫۶	۲٫۱	۲٫۰	۱٫۰
Gd	۱۳٫۲	۱۱٫۶	۷٫۳	۱۰٫۵	۶٫۳	۷٫۷	۷٫۴	۶٫۶
Dy	۴٫۶	۱٫۸	۱٫۵	۲٫۷	۳٫۹	۳٫۴	۵٫۷	۳٫۳
Ho	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۷
Er	۱٫۲	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۸	۲٫۷	۱٫۸	۱٫۸
Tm	۱٫۱	۱٫۰	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶
Yb	۱٫۸	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۳	۱٫۳	۲٫۰	۲٫۲	۱٫۹
Lu	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴
Sc	۱۰٫۹	۱۰٫۰	۸٫۱	۷٫۳	۹٫۸	۸٫۴	۱۴٫۶	۶٫۷
Y	۱۱٫۲	۱۰٫۱	۸٫۲	۶٫۰	۸٫۵	۱۱٫۱	۱۷٫۹	۲۶٫۴

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]



شکل ۱ (الف) جایگاه منطقه زایلیک بر نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه زایلیک که افزون بر واحدهای سنگ-شناسی، پهنه‌های دگرسانی و رگه‌های کوارتز نیز بر آن مشخص شده‌اند.

سنگ‌نگاری واحدهای سنگی منطقه

بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده بر واحدهای آذرآواری، گدازه‌های آتشفشانی، دایک‌های حدواسط و سنگ‌های ریولیتی به شرح زیر است:

واحدهای آذرآواری (E^{pa}): این سنگ‌ها از نوع توف بوده و دارای رنگ سبز روشن هستند. این سنگ‌ها بیشتر بافت جریانی نشان می‌دهند و اندازه قطعه‌های سنگی در آنها معمولاً درشت بوده و دارای ترکیب آندزیتی هستند. پلاژیوکلاز (۲۰-۱۵٪) مهمترین کانی این سنگ‌هاست و ماکل چندریختی نشان می‌دهد. کوارتز (۱۰-۵٪)، فلدسپار قلیایی (کمتر از ۱۰٪) و کانی‌های فرومنیزین به مقدار کمتر در آنها دیده می‌شود.

گدازه‌های آتشفشانی (E^{a}) : این سنگ‌های آتشفشانی اغلب دارای بافت پورفیری (شکل ۲ الف) و گاهی ریزسنگی پورفیری بوده و دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند. پلاژیوکلاز (۴۰-۳۰٪) از نظر ترکیبی در حد الیگوکلاز-آندزین است و به صورت درشت بلور و یا ریزبلور در زمینه سنگ دیده می‌شود و اغلب از لبه به کانی‌های رسی، سریسیت و کربنات تجزیه شده است. مهمترین کانی‌های فرومنیزین در این سنگ‌ها از نوع آمفیبول و بیوتیت و به مقدار کمتر

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

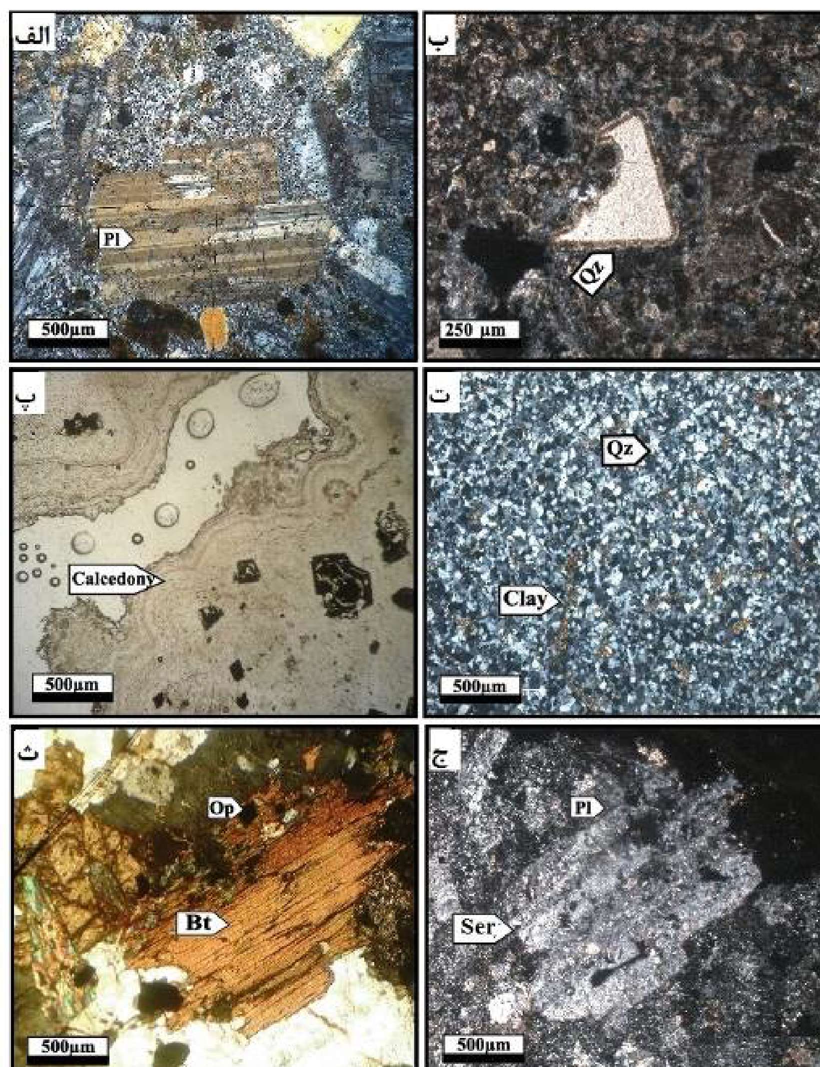
پیروکسن است. آمفیبول (۲۰-۱۰٪) از نوع هورنبلند است. بیوتیت (کمتر از ۱۰٪) معمولاً به صورت درشت بلورهای پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود. کوارتز نیز معمولاً به صورت رگچه‌ای و گاهی ریزدانه در زمینه سنگ وجود دارد.

دایک‌های حدواسط (D^K) : این سنگ‌ها در برونزدها دارای رنگ خاکستری تا قهوه‌ای هستند. دایک‌ها دارای بافت پورفیری هستند و ترکیب کانی‌شناسی آنها مشابه واحدهای آندزیتی است و احتمالاً خاستگاه یکسانی دارند.

سنگ‌های ریولیتی (R^h): این سنگ‌ها دارای درشت بلورهای خودریخت و نیمه خودریخت کوارتز (۳۰-۲۵٪)، پتاسیم فلدسپار (۲۰-۱۵٪)، پلاژیوکلاز (۱۰-۵٪)، آمفیبول (۱۰-۵٪) هستند و گاهی تشخیص سنگ اولیه به دلیل شدت دگرسانی بسیار دشوار است. بیوتیت و کانی‌های کدر و اسفن نیز به صورت کانی‌های فرعی حضور دارند. وجود رگه- رگچه‌های کوارتز در این سنگ‌ها بسیار معمول است و درشت بلورهای کوارتز معمولا حالت خوردگی خلیجی (شکل ۲ ب) دارند.

دگرسانی

دگرسانی در این منطقه شامل دگرسانی‌های درونزاد و برونزاد است. براساس بررسی‌های انجام شده دگرسانی‌های درونزاد از مرکز به سمت لبه رگه شامل پهنه سیلیسی، فیلیک (کوارتز- سریسیت)، آرژیلی و پروپیلیتی است.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های منطقه و پهنه‌های دگرسانی: (الف) بافت پورفیری درسنگ‌های آتشفشانی، (ب) کوارتز دارای خوردگی خلیجی در ریولیت، (پ) بافت کلوفرم در کلسدونی. (ت) وجود سریسیت و کانی‌های رسی در فضای بین ذرات کوارتز، (ث) تبدیل بیوتیت به کانی-های کدر و (ج) تبدیل پلاژیوکلاز به سریسیت. (Pl : پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Bt : بیوتیت، Op: کانی‌های کدر، Ser : سریسیت و Clay : کانی‌های رسی. علائم اختصاری کانی‌شناسی بر گرفته از مرجع [۱۰].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

پهنه سیلیسی: از مهمترین پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه پهنه سیلیسی است که بیشتر کنار رگه‌های کانی‌سازی شده رخ داده است و گاهی به صورت عدسی در پهنه‌های دگرسانی دیگر از جمله پهنه آرژیلی دیده می‌شود. رنگ این پهنه از خاکستری تا قهوه‌ای متغیر بوده و گاهی درون داخل سنگ‌های آندزیتی نیز رخ داده است. براساس نتایج برآمده از الگوهای XRD مهمترین کانی‌های این پهنه شامل کوارتز (بیش از ۸۰ درصد) و کریستوبالیت (کمتر از ۱۰ درصد) هستند که توسط مقادیر کمی سریسیت (کمتر از ۱۰ درصد) همراهی می‌شوند. کوارتز بصورت رگچه‌ای در زمینه سنگ، پرکننده حفره‌های خالی، از جانشینی و یا بازتبلور کوارتزهای اولیه تشکیل شده است. کلسدونی بصورت ذرات ریز و یا بصورت رگچه‌ای با بافت کلوفرم (شکل ۲ پ) و به مقدار کمتر با بافت شعاعی دیده می‌شود. سریسیت و کانی‌های رسی نیز بصورت پراکنده و ریز در زمینه سنگ و فضای بین ذرات کوارتز (شکل ۲ ت) و یا بصورت جانشینی بر کانی‌های اولیه مانند پلاژیوکلاز، فلدسپار و بیوتیت تشکیل شده‌اند.

پهنه فیلیک (کوارتز- سریسیت): پهنه فیلیک در این منطقه گسترش محدودی دارد بطوری که در مجاورت و کنار پهنه سیلیسی دیده می‌شود و در سنگ‌های آندزیتی رخ داده و به تدریج به پهنه آرژیلیک تبدیل می‌شود. مهمترین کانی‌های پهنه فیلیک شامل کوارتز (حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد)، سریسیت (حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد) و به‌مقدار کمتر (کمتر از ۱۰ درصد) کانی‌های رسی (بیشتر ایلیت) و کانی‌های کدر است. در این پهنه، پلاژیوکلازها به سریسیت و گاهی کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول و بیوتیت نیز به سولفیدهای آهن و سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل۲ ث).

پهنه آرژیلی: مهمترین و گسترده‌ترین پهنه دگرسانی در منطقه زاپلیک پهنه دگرسانی آرژیلی است که گاهی پهنه‌های دگرسانی سیلیسی و کوارتز- سریسیتی به صورت عدسی در آن دیده می‌شوند. این پهنه در راستای گسل‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آندزیتی و پیرامون رگه‌های سیلیسی رخ داده است و ضخامت آن در اطراف رگه‌ها تا ده‌ها متر نیز می‌رسد. وجود اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در این پهنه باعث ایجاد رنگهای قرمز، زرد و نارنجی شده است. در این پهنه، تقریباً همه فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی (بیش از ۸۰ درصد) و در برخی موارد به سریسیت (شکل ۲ ج) تبدیل شده‌اند. نتایج XRD و بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که دگرسانی از نوع آرژیلی متوسط است و مهمترین کانی‌های رسی در این پهنه شامل ایلیت و به مقدار کمترکائولینیت و مونتموریونیت هستند که توسط مقادیر کمتری از کوارتز، سریسیت، کلریت و کلسیت همراهی می‌شوند.کانی‌های رسی در این پهنه به‌طور کامل و یا بخشی جانشین کانی‌های اولیه مانند پلاژیوکلاز و فلدسپارقلیایی شده و یا بصورت رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی دیده می‌شوند.

پهنه پروپیلیتی: خارجی‌ترین پهنه دگرسانی در این منطقه پهنه پروپیلیتی است که با ظاهری سبز رنگ در منطقه دیده می‌شود و شدت دگرسانی پروپیلیتی پیرامون دایک‌های آندزیتی بیشتر است. دراین پهنه، پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی (کمتر از ۱۵ درصد)، اپیدوت (کمتر از ۱۰ درصد) و کلسیت (کمتر از ۱۰ درصد) دگرسان شده‌اند. کانی اصلی در این پهنه کلریت است که از دگرسانی کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و هورنبلند (۱۵ تا ۲۰ درصد) تشکیل شده است.

مجموعه کانیایی پهنه‌های دگرسانی درونزاد توسط کانی-های مربوط به دگرسانی برونزاد در این منطقه با گسترش قابل ملاحظه‌ای پوشانده شده‌اند. از مهمترین این کانی‌ها می‌توان به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت،گوتیت و جاروسیت)، سولفیدهای مس (کوولیت و کالکوسیت) و کانی-های رسی اشاره کرد.

بررسی زمین‌شیمیایی پهنه‌های دگرسانی

جهت بررسی رفتار عناصر و اکسیدها در طی فرایند دگرسانی، عامل غنی‌شدگی (E.F.)[1] براساس رابطه زیر محاسبه شد [۱۱]:

E.F. = [(عنصر نمونه‌های دگرسان)/ نمونه آندزیتی- (عنصر تراکی‌آندزیتی -1] × 100

نتایج محاسبات انجام شده در جدول ۳ آمده است.

بحث

عناصر اصلی و فرعی

بررسی زمین‌شیمیایی این عناصر نشان می‌دهد که بیشترین مقدار غنی‌شدگی در بین عناصر اصلی مربوط به SiO_2 است. این عنصر در همه پهنه‌های دگرسانی غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل۳ الف) که میزان غنی‌شدگی در پهنه سیلیسی از دیگر پهنه‌های دگرسانی بالاتر (۷۵٫۰۲- ۶۷٫۴۰) و در پهنه پروپیلیتی از همه کمتر (۲٫۲۷) است. در واقع، میزان غنی‌شدگی از پهنه سیلیسی به سمت پهنه پروپیلیتی کاهش

1 - Enrichment factor

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

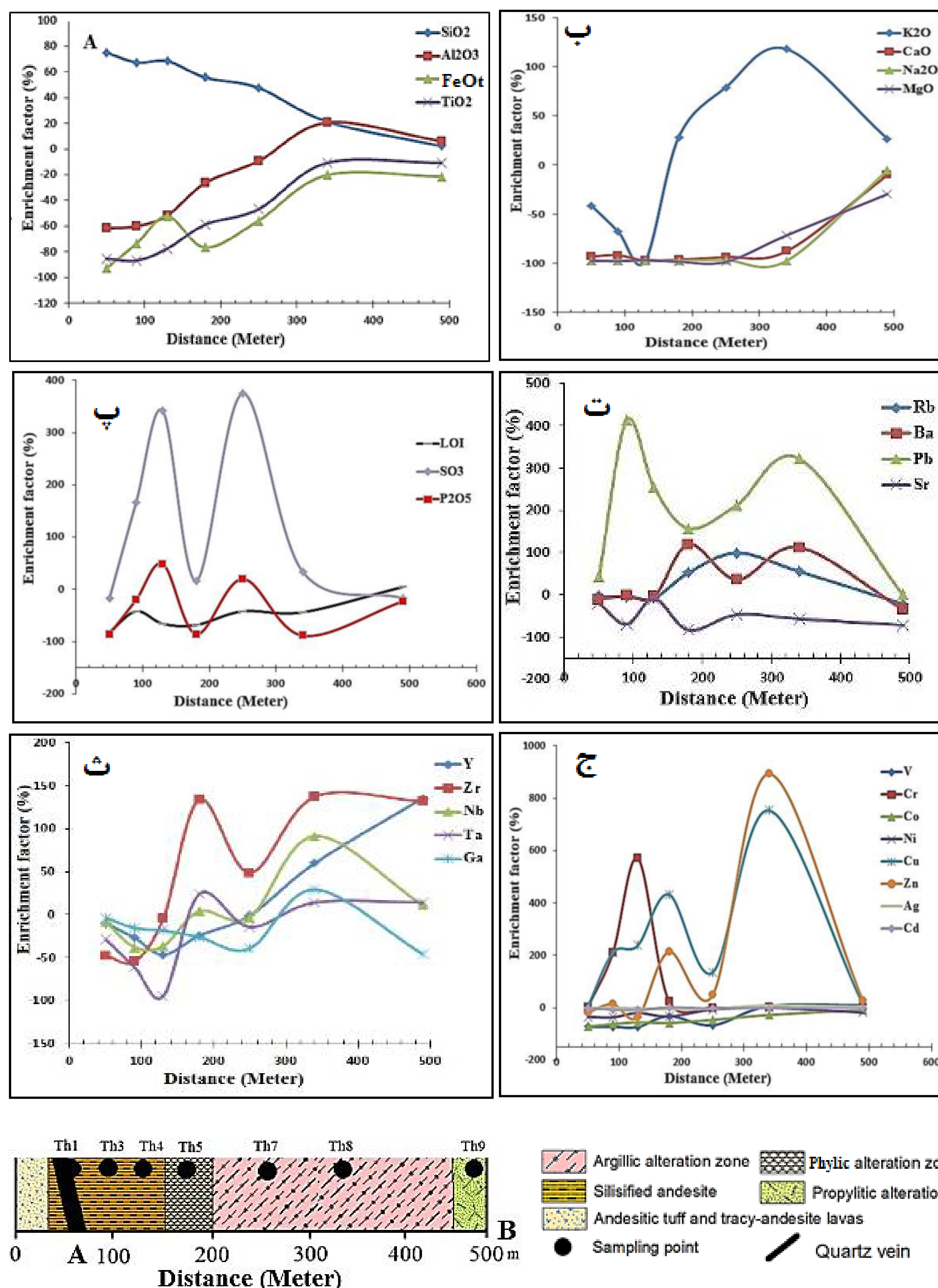
می‌یابد. در شرایط اسیدی سیال‌های سازنده پهنه سیلیسی، سنگ اولیه دستخوش آبشویی شدید شده است. شستشوی شدید باعث افزایش SiO_2 و تهی‌شدگی سایر عناصر در این پهنه شده است. Al_2O_3 در پهنه سیلیسی بیشترین تهی‌شدگی و در پهنه آرژیلی و پروپیلیتی غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۳ الف). تهی‌شدگی شدید Al_2O_3 در پهنه سیلیسی در گستره ۶۱/۴۹- تا ۵۱/۵۴- به واسطه ماهیت اسیدی شدید($pH < 2$) سیال گرمابی در این پهنه است [۱۳،۱۲]. غنی‌شدگی Al_2O_3 در پهنه آرژیلی (۲۰/۶۳) و پروپیلیتی (۶/۱۲) به دلیل تحرک کم این عنصر در pHهای کمتر اسیدی ($pH>3$) و تشکیل کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند ایلیت، کائولینیت و مونت‌موریونیت است [۱۳]. TiO_2 و FeOt از لبه به طرف مرکز دگرسانی تهی‌شدگی نشان می‌دهند که این تهی‌شدگی در پهنه سیلیسی شدیدتر بوده و در پهنه‌های آرژیلی و پروپیلیتی کمتر است (شکل ۳ الف). تهی‌شدگی شدید FeOt (۹۲/۵۹- تا ۵۲/۲۶-) و TiO_2 (۸۶/۶۶- تا ۷۷/۳۳-) در پهنه سیلیسی به دلیل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت و هورنبلند و آزاد شدن آهن و تیتان و خروج آنها از محیط است [۱۳].

جدول ۳ نتایج فاکتور غنی‌شدگی عناصر در زون‌های دگرسانی منطقه زایلیک.

Sample number	Th-1 silicic	Th-3 silicic	Th-4 silicic	Th-5 phylic	Th-7 argilic	Th-8 argilic	Th-9 propylitic
SiO_2	۷۵/۰۲	۶۷/۴۰	۶۸/۳۲	۵۵/۶۶	۴۷/۵۹	۲۱/۳۵	۲/۲۷
Al_2O_3	-۶۱/۴۹	-۵۹/۹۷	-۵۱/۵۴	-۲۶/۱۹	-۹/۲۱	۲۰/۶۳	۶/۱۲
FeOt	-۹۲/۵۹	-۷۳/۲۵	-۵۲/۲۶	-۷۶/۵۴	-۵۵/۵۵	-۲۰/۱۶	-۲۱/۳۹
CaO	-۹۳/۲۵	-۹۱/۹۰	-۹۷/۳۰	-۹۶/۲۵	-۹۳/۷۰	-۸۷/۸۵	-۱۰/۳۴
MgO	-۹۷/۵۲	-۹۸/۰۱	-۹۶/۸۶	-۹۸/۵۱	-۹۸/۶۷	-۷۱/۷۸	-۲۹/۷۰
Na_2O	-۹۷/۴۷	-۹۷/۷۵	-۹۷/۴۷	-۹۷/۴۷	-۹۶/۹۱	-۹۷/۷۵	-۵/۶۰
K_2O	-۴۱/۲۵	-۶۷/۹۱	-۹۷/۹۱	۲۸/۳۳	۷۹/۱۶	۱۱۷/۹۱	۲۶۶۶
TiO_2	-۸۵/۳۳	-۸۶۶۶	-۷۷/۳۳	-۵۸/۶۶	-۴۶۶۶	-۱۰/۶۶	-۱۰/۶۶
P_2O_5	-۸۵/۷۱	-۲۰/۰۰	۴۸/۵۷	-۸۵/۷۱	۲۰/۰۰	-۸۸/۵۷	-۲۲/۸۵
SO_3	-۱۶۶۶	۱۶۶۶۶	۳۴۱/۶۶	۱۶۶۶	۳۷۵/۰	۳۳/۳۳	-۱۶۶۶
LOI	-۸۱/۶۶	-۴۱/۷۹	-۶۵/۸۹	-۶۸/۲۰	-۴۱/۷۹	-۴۳/۷۱	۴/۸۷
Rb	-۲/۹۱	-۴/۶۶	-۷/۳۵	۵۳/۰۹	۹۸/۹۴	۵۵/۴۲	-۲۱/۴۷
Ba	-۱۰/۸۵	-۲/۰۷	-۴/۰۱	۱۱۹/۶۸	۳۶۳۴	۱۱۲/۲۶	-۳۴/۱۶
Sr	-۱۹/۹۱	-۵۶/۷۲	-۸/۵۱	-۸۳/۵۳	-۴۶/۴۹	-۵۶/۷۵	-۷۱/۶۶
Pb	۴۴۰/۴۵	۴۱۲۵/۷۷	۲۵۳۷/۳۶	۱۵۶۹/۳۳	۲۱۲۹/۷۷	۳۲۲۶۶۷	-۲/۰۹
Zr	-۴۷/۴۶	-۵۴/۵۸	-۴/۱۰	۱۳۴/۰۶	۴۸/۸۳	۱۳۷/۲۰	۱۳۱/۸۷
Nb	-۸/۳۹	-۳۷/۶۹	-۳۶/۲۹	۴/۲۶	-۲/۷۹	۹۱/۶۰	۱۱/۱۸
Ta	-۲۸/۵۷	-۶۰/۹۵	-۹۴/۲۸	۲۴/۲۸	-۱۴/۲۸	۱۴/۲۸	۱۴/۲۸
Ga	-۳/۳۶	-۱۵/۵۱	-۱۸/۲۷	-۲۶/۰۰	-۳۹/۲۶	۲۹/۲۱	-۴۵/۸۳
Ag	-۲/۹۷	-۰/۰۹	-۲/۹۷	-۵/۹۴	-۳/۹۶	۸/۹۱	۳/۹۶
Cd	-۰/۹۹	-۶/۹۳	-۸/۹۱	۰/۹۹	-۲/۹۷	-۰/۹۹	۰
Cu	۵/۲۹	۲۱۰/۲۴	۲۳۷/۹۵	۴۳۲/۱۳	۱۳۵/۵۹	۷۵۳/۱۸	۱۳/۸۵
Zn	-۱۷/۵۱	۱۳/۱۶	-۳۶/۱۷	۲۱۴/۰۳	۴۹/۳۴	۸۹۲/۷۶	۲۷/۳۸
Co	-۷۱/۵۰	-۶۲/۳۶	-۵۵/۸۴	-۵۸/۳۴	-۴۶/۱۵	-۲۷/۸۹	-۸/۲۶
Ni	-۳۴/۷۶	-۳۶/۸۲	-۱۹/۸۶	-۳۳/۷۷	-۶/۶۲	-۰/۶۶	-۱۷/۸۸
V	-۷۲/۵۴	-۷۲/۸۵	-۷۳/۲۴	-۳۲/۰۵	-۶۴/۹۷	۶/۱۶	۹/۷۵
La	-۴۳/۴۲	-۳۰/۹۲	-۳۹/۱۴	۱۰/۵۲	۲/۳۰	۱۱/۵۱	۲۱/۳۸
Ce	-۴۲/۸۲	-۵۴/۱۰	-۷۴/۱۰	۷۱/۲۸	-۱/۵۳	۰	۳۴۳۵
Pr	۸/۰۶	-۲۵/۸۰	۱/۶۱	۱۱/۲۹	۳۰/۶۴	-۱/۶۱	۸/۰۶
Nd	-۳۶/۹۴	-۴۹/۰۴	-۳۹/۸۰	۱۷/۵۱	-۴۴/۲۶	-۱/۹۱	-۱۵/۹۲
Sm	-۲۶/۴۱	-۵۶۶۰	-۲۸/۳۰	۱/۸۸	-۷/۵۴	۳/۷۷	۵/۶۶
Eu	-۵۰/۰۰	-۷۰/۰۰	-۶۰/۰۰	۳۰/۰	۵/۰۰	۰	-۵۰/۰۰
Gd	-۱۲/۱۲	-۴۴/۶۹	-۲۰/۴۵	-۵۲/۲۷	-۴۱/۶۶	-۴۳/۹۳	-۵۰/۰۰
Dy	-۶۰/۸۶	-۶۷/۳۹	-۴۱/۳۰	-۱۵/۲۱	-۲۶/۰۸	۲۳/۹۱	-۲۸/۲۶
Ho	۱۴/۲۸	-۲۸/۵۷	۰	-۲۸/۵۷	۱۴/۲۸	۰	۰
Er	-۶۶/۶۶	-۵۸/۳۳	-۵۰/۰۰	-۳۳/۳۳	۱۲۵/۰۰	۵۰/۰۰	۵۰/۰
Tm	-۹/۰۹	-۴۵/۴۵	-۱۸/۱۸	-۵۴/۵۴	-۴۵/۴۵	-۳۶۳۶	-۴۵/۴۵
Yb	-۳۳/۳۳	-۵۰/۰۰	-۲۷/۷۷	-۲۷/۷۷	۱۱/۱۱	۲۲/۲۲	۵/۵۵
Lu	-۱۱/۱۱	-۳۳/۳۳	-۱۱/۱۱	-۵۵/۵۵	-۴۴/۴۴	-۴۴/۴۴	-۵۵/۵۵
Sc	-۸/۲۵	-۲۵/۶۸	-۳۳/۰۲	-۲/۰	-۲۲/۹۳	۳۳/۹۴	-۳۸/۵۳
Y	-۹/۸۲	-۲۶/۷۸	-۴۶/۴۲	-۲۴/۱۰	-۰/۸۹	۵۹/۸۲	۱۳۵/۷۱

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]



شکل۳ نمودارهای توزیع عناصر در پهنه‌های دگرسانی در نیمرخ A-B از سمت سنگ‌های دیواره بـه سـمت پهنـه‌هـای دگرسـانی: الـف، ب و پ: اکسیدهای اصلی و فرعی، ت: عناصر سنگ دوست درشت یون، ث) عناصر با قدرت میدان بالا و ج : عناصر جزئی عبوری.

تهی‌شدگی کمتر TiO_2 در دو پهنه آرژیلی (۱۰٫۶۶-) و پروپیلیتی (۱۰٫۶۶-) به دلیل حضور کانی آناتاز (آشکار شده توسط الگوهای XRD) است. تهی‌شدگی Na_2O, CaO و MgO در همه پهنه‌های دگرسانی دیده می‌شود (شکل ۳ ب)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

که میزان تهی‌شدگی در پهنه پروپیلیتی کمتر از سایر پهنه‌هاست (CaO : ۱۰/۳۴- ، Na_2O : ۵/۶۰- و MgO : ۲۹/۷۰-) که دلیل آن حضور کانی کلسیت، شستشوی نسبتاً کم سدیم و تشکیل کانی‌های سدیم‌دار مانند آلبیت و مونت موریونیت [۱۳] و تثبیت منیزیم در کانی کلریت در پهنه پروپیلیتی است. تهی‌شدگی CaO و Na_2O در پهنه‌های دگرسانی به دلیل تجزیه کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و خروج کلسیم و سدیم از سیستم دگرسانی توسط محلول‌های گرمابی اسیدی است. تهی‌شدگی شدید منیزیم به ویژه در پهنه سیلیسی (۹۸/۰۱- تا ۹۶/۸۶-) نیز به دلیل تخریب کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول و بیوتیت در سیستم دگرسانی است.

تغییرات K_2O در پهنه‌های دگرسانی بسیار بارز است، به طوری که در پهنه سلیسی تهی‌شدگی شدید (۹۷/۹۱- تا ۴۱/۲۵-) و در پهنه‌های فیلیک (۲۸/۳۳)، آرژیلیک (۱۱۷/۹۱- ۷۹/۱۶) و پروپیلیتی (۲۶/۶۶) نشان می‌دهد (شکل ۳ ب). احتمالاً بخشی از K_2O برآمده از سریسیتی شدن ارتوز و یا کلریتی شدن بیوتیت‌ها دوباره در این کانی‌ها تثبیت شده است. تهی‌شدگی شدید پتاسیم در پهنه سیلیسی به دلیل دگرسانی فلدسپارهای پتاسیم و بیوتیت توسط محلول‌های به شدت اسیدی است [۱۳]. P_2O_5 روند ویژه‌ای را نشان نمی‌دهد، در برخی قسمت‌ها تهی‌شدگی (در پهنه‌های سیلیسی ۸۵/۷۱- تا ۲۰- و آرژیلی ۸۸/۵۷-) و در برخی قسمت‌ها غنی‌شدگی (پهنه سیلیسی: ۴۸/۵۷ و پهنه آرژیلی ۲۰) نشان می‌دهد (شکل ۳ پ). تهی‌شدگی P_2O_5 به دلیل تخریب کانی‌های فسفاته (مثل آپاتیت) و غنی‌شدگی آن به دلیل وجود کانی‌های ثانویه فسفاتی در این قسمت‌هاست. غنی‌شدگی SO_3 در همه پهنه‌های دگرسانی به ویژه پهنه‌های سیلیسی (۳۴۱/۶۶- ۱۶۶/۶۶) و آرژیلی (۳۷۵- ۳۳/۳۳) دیده می‌شود که به دلیل حضورکانی‌های گوگرددار مثل سولفیدها و سولفات‌ها (مانند سنگ گچ) است.

عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE)

عناصر Rb, Ba, Pb, Sr مهمترین عناصر سنگ دوست درشت یون هستند. Ba و Rb در پهنه‌های آرژیلی (Ba : ۱۱۲/۲۶ تا ۳۶/۳۴ و Rb : ۹۸/۹۴ تا ۵۵/۴۲) و فیلیک Ba : ۱۱۹/۶۸ و Rb : ۵۳/۰۹) غنی‌شدگی و در پهنه‌های سیلیسی (Ba : ۱۰/۸۵- تا ۲/۰۷- و Rb : ۷/۳۵- تا ۲/۹۱-) و پروپیلیتی (Ba : ۳۴/۱۶- و Rb : ۲۱/۴۷-) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۳ ت). تهی‌شدگی این عناصر به دلیل تخریب فلدسپارها، به‌ویژه شکسته شدن فلدسپارهای پتاسیم‌دار سنگ مادر طی دگرسانی است [۱۴]. غنی‌شدگی آنها نیز به دلیل تثبیت و تمرکز در کانی‌های رسی مانند ایلیت، سریسیت و مونت‌موریونیت است [۱۶،۱۵]. Sr در همه پهنه‌های دگرسانی تهی‌شدگی نشان می‌دهد (در پهنه سیلیسی در گستره ۵۶/۷۲- تا ۸/۵۱-، در پهنه فیلیک ۸۳/۵۳-، در پهنه آرژیلی در گستره ۵۶/۷۵- تا ۴۶/۴۹- و در پهنه پروپیلیتی ۷۱/۶۶-) که به دلیل تخریب پلاژیوکلازها طی فرایند دگرسانی است [۱۷]. Pb در همه پهنه‌های دگرسانی به جز پروپیلیتی، غنی‌شدگی شدید داشته است (در پهنه سیلیسی در گستره ۴۱۲۵/۷۷- ۴۴۰/۴۵، در پهنه فیلیک ۱۵۶۹/۳۳ و در پهنه آرژیلی در گستره ۳۲۲۶/۶۷- ۲۱۲۹/۷۷) که در پهنه پروپیلیتی تقریباً بدون تغییر است (۲/۰۹-). غنی‌شدگی بالای سرب به دلیل کانی‌سازی گالن در این منطقه است.

عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE)

عناصر Ga, Ta, Nb, Zr مهمترین عناصر با قدرت میدان بالا هستند. Zr,Nb و Ta در پهنه سیلیسی تهی‌شدگی (Nb : ۳۷/۶۹- تا ۸/۳۹-، Zr : ۵۴/۵۸- تا ۴/۱۰- و Ta : ۹۴/۲۸- تا ۲۸/۵۷-) و در پهنه‌های فیلیک (Nb : ۴/۲۶، Zr : ۱۳۴/۰۶ و Ta : ۲۴/۲۸)، پروپیلیتی (Nb : ۱۱/۱۸، Zr : ۱۳۱/۸۷و Ta ۱۴/۲۸) و تا حدی آرژیلی (Nb : ۹۱/۶۰ تا ۲/۷۹-، Zr : ۱۳۷/۲۰ تا ۴۸/۸۳ و Ta : ۱۴/۲۸ تا ۱۴/۲۸-)، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۳ ث). دمای بالا باعث تحرک Zr و دمای پایین باعث تثبیت آن می‌شود [۱۸]. همچنین شرایط اسیدی باعث تحرک و شرایط قلیایی باعث تثبیت آن می‌شود [۲۰،۱۹] اسیدیته پایین در پهنه سیلیسی باعث شستشو و تهی‌شدگی Zr و افزایش اسیدیته و کاهش دما در سایر پهنه‌ها باعث تثبیت آن شده است. غنی‌شدگی Nb و Ta نیز می‌تواند به دلیل تثبیت نیوبیوم و تانتالیم توسط کانی‌های رسی در این پهنه‌ها (آرژیلی، فیلیک و پروپیلیتی) باشد [۲۱]. Ga در پهنه آرژیلی غنی‌شدگی (۲۹/۲۱) و در سایر پهنه‌ها تهی‌شدگی نشان می‌دهد (در پهنه سیلیسی در گستره ۱۸/۲۷- تا ۳/۳۶-، در پهنه فیلیک ۲۶- و در پهنه پروپیلیتی ۴۵/۸۳-). Ga در pH بسیار اسیدی متحرک است [۲۳،۲۲]. به نظر می‌رسد وجود کانی‌های رسی در پهنه آرژیلی باعث تمرکز و تثبیت این عنصر شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

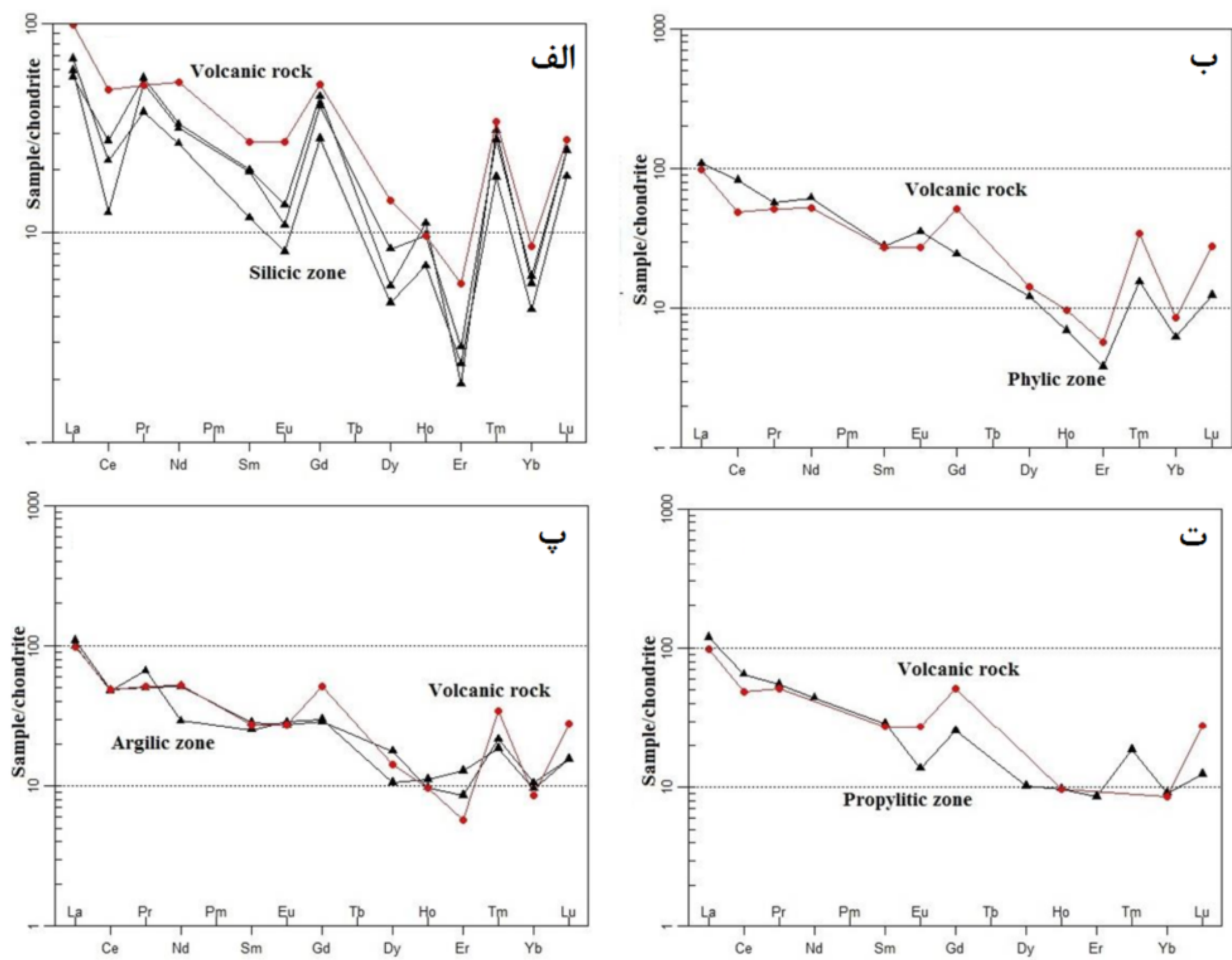
عناصر جزئی عبوری

در بین عناصر جزئی عبوری، در پهنه‌های دگرسانی منطقه زایلیک Cd و Ag تقریباً بدون تغییر هستند (تهی‌شدگی و غنی‌شدگی کمی را در برخی پهنه‌های دگرسانی نشان می‌دهند). Cu در همه پهنه‌های دگرسانی غنی‌شدگی نشان می‌دهد (در پهنه سیلیسی در گستره ۲۳۷٫۹۵ -۵٫۲۹، در پهنه فیلیک ۴۳۲٫۱۳، در پهنه آرژیلی در گستره ۷۵۳٫۱۸ -۱۳۵٫۵۹ و در پهنه پروپیلیتی ۱۳٫۸۵). Zn نیز در پهنه‌های آرژیلی (۸۹۲٫۷۶ -۴۹٫۳۴)، فیلیک (۲۱۴٫۰۳) و پروپیلیتی (۲۷٫۳۸) و گاهی سیلیسی (۱۳٫۱۶ تا ۳۶٫۱۷-) افزایش نشان می‌دهد (شکل ۳ ج). غنی‌شدگی مس و روی نشان می‌دهد که از منبعی خارج از سنگ‌های آندزیتی تامین شده‌اند که می‌تواند محلول با خاستگاه ماگمایی و یا فروشست از سنگ‌های اطراف باشد. غنی‌شدگی بالای مس و روی در پهنه آرژیلی می‌تواند به دلیل نقش کانی‌های رسی در تثبیت و تمرکز آن باشد [۲۴]. وجود کانی‌هایی چون کالکوپیریت، کوولیت و کالکوسیت نشان‌دهنده مقادیر بالای مس در این منطقه است. Co و Ni در همه پهنه‌های دگرسانی تهی‌شدگی نشان می‌دهند که میزان تهی‌شدگی در پهنه سیلیسی از همه بیشتر (Co : ۷۱٫۵۰- تا ۵۵٫۸۴- و Ni : ۳۶٫۸۲- تا ۱۹٫۸۶-) و در پهنه پروپیلیتی از همه کمتر است (Co : ۸٫۲۶- و Ni : ۱۷٫۸۸-). کبالت و نیکل در سنگ میزبان در کانی‌های مافیک حضور دارند، از این رو تهی‌شدگی کبالت و نیکل به دلیل شستشوی اسیدی و تخریب کانی‌های مافیک طی دگرسانی است. V در پهنه‌های سیلیسی (۷۳٫۲۴- تا ۷۲٫۵۴-)، فیلیک (۳۲٫۰۵-) و گاهی آرژیلی (۶۴٫۹۷- تا ۶٫۱۶) کاهش و در پهنه پروپیلیتی (۹٫۷۵) افزایش جرم نشان می‌دهد. تهی‌شدگی آن به دلیل عملکرد محلول‌های دگرسان در پهنه سیلیسی و غنی‌شدگی آن به دلیل تثبیت و تمرکز آن توسط کانی‌هایی همچون آناتاز صورت گرفته است.

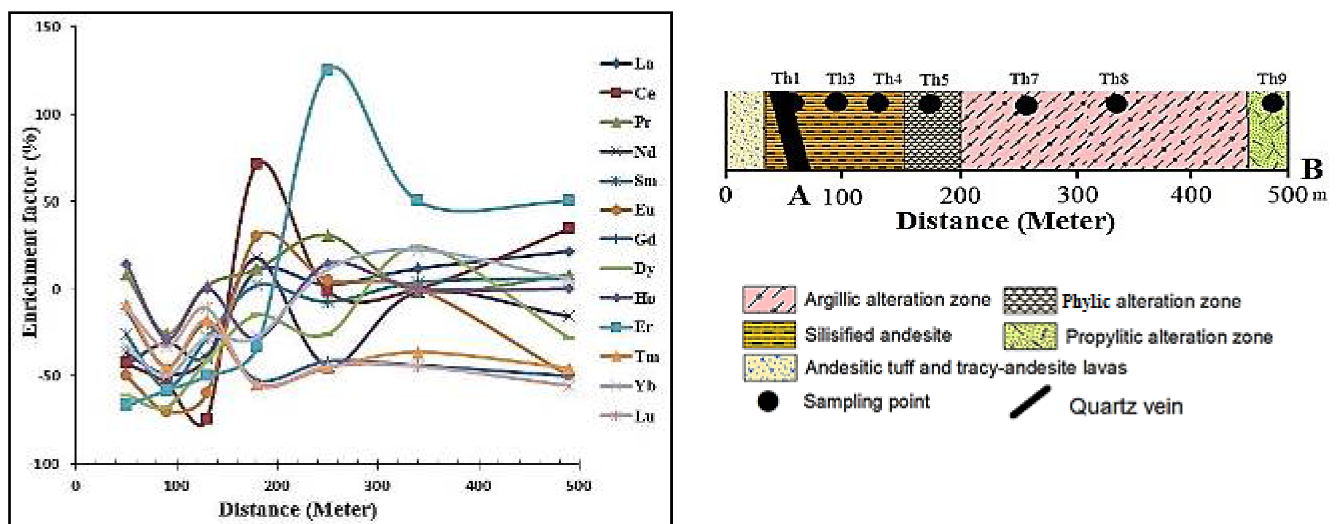
عناصر خاکی نادر (REE)

میزان تحرک عناصر خاکی نادر براساس پارامترهای مختلفی مثل pH، پتانسیل اکسایش – کاهش (Eh)، مقدار کمپلکس‌های در دسترس و نسبت آب به سنگ (W/R) تغییر می‌کند، به‌طوری که در شرایط pH پایین و نسبت W/R بالا و در حضور لیگاندهای کمپلکس‌ساز مثل F^-، CO_3^-، SO_4^{-2}، PO_4^{-3} و Cl^- به حرکت درمی‌آیند [۲۶،۲۵]. در گذشته تصور بر این بود که عناصر خاکی نادر درمحیط دگرسانی متحرک نیستند [۲۷]. اما پژوهش‌های اخیر نشان داد که این عناصر در پهنه-های دگرسانی رفتاری متفاوت دارند و در اثر سیال‌های دگرسانی، افزایش دما و افزایش اسیدیته آبشویی می‌شوند. پایداری عناصر خاکی نادر تابع ترکیب سیال، تغییر شرایط فشار و دماست. حضور یا عدم حضور کانی‌های دارای عناصر خاکی نادر توسط pH، گریزندگی اکسیژن و غلظت‌های SO_4^{-2}، PO_4^{-3} و F^- کنترل می‌شود [۲۸]. بررسی عناصر خاکی نادر در منطقه زایلیک نشان‌دهنده کاهش همه عناصر REE در پهنه سیلیسی است (شکل ۴ الف). در واقع بیشترین تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر در این پهنه دیده می‌شود که این امر به علت pH پایین سیال‌ها، نسبت بالای W/R، فعالیت بالای یون سولفات و عدم حضور کانی‌های تثبیت کننده عناصر REE (مثل کانی‌های فسفاته) است. بررسی عناصر REE در پهنه فیلیک نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سبک (LREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴ ب) که این امر به دلیل تشکیل کمپلکس-های پایدار عناصر HREE با لیگندهای کمپلکس‌ساز و خروج آنها از این پهنه است. در پهنه آرژیلی، اسیدیته محیط نسبت به پهنه سیلیسی کمتر است. مقایسه عناصر خاکی نادر در پهنه آرژیلی با مقادیر آنها در سنگ‌هایی با کمترین دگرسانی نشان‌دهنده غنی‌شدگی جزئی بیشتر عناصرخاکی نادر در پهنه آرژیلی نسبت به سنگ‌های نسبتاً سالم است (شکل ۴ پ). این امر می‌تواند به دلیل شرایط نسبتاً اسیدی (چندان پایین نبودن pH سیال نسبت به پهنه سیلیسی) و تثبیت این عناصر توسط کانی‌های رسی مانند کائولینیت در پهنه آرژیلی باشد. مقایسه عناصر خاکی نادر در پهنه پروپیلیتی نسبت به سنگ‌های آتشفشانی نشان‌دهنده تهی‌شدگی بیشتر عناصر HREE نسبت به سنگ میزبان و غنی‌شدگی اندک عناصر LREE است (شکل ۴ ت). تهی‌شدگی HREE می‌تواند به علت پایداری کمپلکس-های کلریدی [۲۹] و غنی‌شدگی جزئی LREE بخاطر جذب سطحی توسط کانی‌هایی مثل کلریت، اپیدوت، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن باشد [۳۰]. شکل ۵ تغییرات عناصر خاکی نادر را در پهنه‌های دگرسانی از سمت سنگ‌های دیواره به سمت پهنه‌های دگرسانی نشان می‌دهد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347] [Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]



شکل ۴ مقایسه الگوی پراکندگی عناصرخاکی نادر بهنجار شده به کندریت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، (الف) نمونه‌های پهنه سیلیسی، (ب) پهنه فیلیک، (پ) پهنه آرژیلی، (ت) پهنه پروپیلیتی.



شکل ۵ نمودارهای توزیع عناصر خاکی نادر در پهنه‌های دگرسانی از سمت سنگ‌های دیواره به سمت پهنه‌های دگرسانی.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)

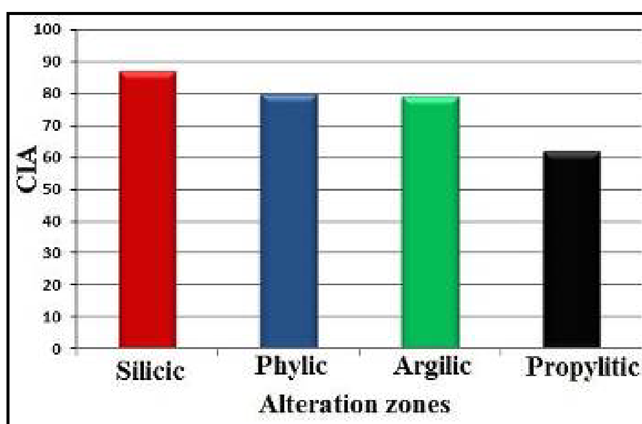
شاخص شیمیایی دگرسانی که نشان‌دهنده شدت دگرسانی در پهنه‌های دگرسان است. توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود [۳۱]:

$$CIA = [\ Al_2O_3\ /\ Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O\ ] \times 100$$ [۳۱]

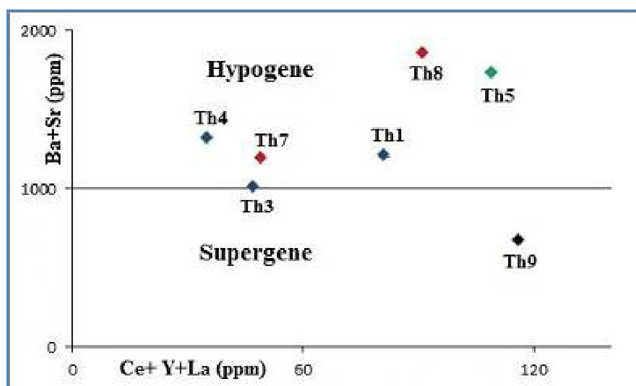
مقدار CIA برای پهنه سیلیسی در گستره ۹۶٫۶۵-۷۹٫۰۳ (به‌طور میانگین ۸۶٫۹۰)، برای پهنه فیلیک حدود ۸۰٫۴۶، برای پهنه آرژیلی در گستره ۷۹٫۱۱- ۷۸٫۲۰ (به‌طور میانگین ۷۸٫۶۶) و برای پهنه پروپیلیتی حدود ۶۲٫۰۵ است (شکل ۶). بیشترین و کمترین شدت دگرسانی به ترتیب مربوط به پهنه‌-های سیلیسی و پروپیلیتی است.

نوع محلول‌های مسئول دگرسانی گرمابی

چنان که پیشتر نیز بیان شد، دگرسانی در این منطقه شامل دگرسانی‌های درونزاد و برونزاد است. پژوهشگران مختلف از روش‌های متفاوتی برای تعیین نوع محلول‌های دگرسان‌کننده استفاده می‌کنند. چنانچه مقدار TiO_2 در نمونه‌های پهنه دگرسانی کمتر از یک درصد وزنی باشد، محلول‌های دگرسان‌کننده دارای ماهیت درونزاد و اگر بیش از یک درصد باشد دارای ماهیت برونزاد هستند [۳۲]. مقدار TiO_2 در همه نمونه‌ها کمتر از یک درصد است؛ بنابراین می‌توان گفت که محلول‌های درونزاد نقش اصلی را در ایجاد پهنه‌های دگرسان در این منطقه داشته‌اند. از دیگر روش‌های تشخیص نوع محلول‌های دگرسان، استفاده از نمودار (Ce + Y + La) – (Ba + Sr) [۳۳] مقادیر Ba + Sr بالا مربوط به محلول‌های درونزاد و مقادیر Ba+ Sr پایین مربوط به محلول‌های برونزاد است. بررسی نمودار (Ce+ Y+La) – (Ba+Sr) در این منطقه نشان می‌دهد که محلول‌های درونزاد به طور عمده در تشکیل پهنه‌های دگرسانی دخالت داشته‌اند (شکل ۷)



شکل ۶ میانگین شاخص شیمیایی دگرسانی در پهنه‌های دگرسانی منطقه زایلیک.



شکل ۷ نمودار (Ba+Sr)- (Ce+Y+La) [۳۳] جهت تعیین نوع محلول‌های دگرسان کننده در منطقه زایلیک.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

برداشت

دگرسانی‌های درونزاد و برونزاد گسترش وسیعی در منطقه زایلیک دارند. دگرسانی‌های درونزاد شامل چهار پهنه سیلیسی، فیلیک (کوارتز- سریسیت)، آرژیلی و پروپیلیتی هستند. بررسی کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسان نشان می‌دهد که کوارتز، ایلیت، کائولینیت، سریسیت و کلریت مهمترین کانی‌های دگرسانی درونزاد و لیمونیت، گوتیت و هماتیت کانی‌های بارز دگرسانی برونزاد در این منطقه هستند. حضور کانی‌هایی چون ایلیت، اسمکتیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت نشان دهنده pH خنثی و حضور کانی‌هایی چون کائولینیت و جاروسیت نشان دهنده pH اسیدی محلول‌های گرمابی است. بنابراین به نظر می‌رسد که pH گرمابی در این منطقه خنثی تا اسیدی است [۳۴]. بررسی نوع محلول‌های دگرسان‌کننده در منطقه نشان می‌دهد که محلول‌های درونزاد و برونزاد هر دو در تشکیل پهنه‌های دگرسانی در این منطقه نقش داشته‌اند اما محلول‌های درونزاد نقش پررنگ‌تری ایفا نموده‌اند. بررسی شاخص دگرسانی (CIA) در این منطقه نشان می‌دهد که بیشترین مقدار CIA مربوط به پهنه سیلیسی و کمترین آن مربوط به پهنه پروپیلیتی است. محاسبه عامل غنی‌شدگی در پهنه‌های دگرسان این منطقه نشان می‌دهد که دما و pH محلول‌های دگرسان‌کننده و ترکیب کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسان نقش مهمی در تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر مختلف در این منطقه داشته‌اند. از جمله این کانی‌ها می‌توان به کانی‌های رسی اشاره کرد که نقش مهمی در تمرکز عناصر در پهنه‌های دگرسانی دارند و باعث تثبیت و تمرکز عناصر بسیاری مانند عناصر خاکی نادر، عناصر جزئی عبوری و عناصر با قدرت میدان بالا به ویژه در پهنه آرژیلی شده‌اند. افزون بر این، pH پایین محلول‌های دگرسان‌کننده عامل مهمی در تجزیه کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار قلیایی و کانی‌های فرومنیزین و تهی‌شدگی بیشتر عناصر در پهنه سیلیسی است که باعث تهی‌شدگی بیشتر عناصر اصلی چون Al_2O_3, TiO_2, FeOt , CaO, Na_2O, MgO, K_2O و برخی عناصر سنگ دوست درشت یون، عناصر با قدرت میدان بالا، عناصر جزئی عبوری و تهی‌شدگی همه عناصر خاکی نادر در پهنه سیلیسی شده است.

قدردانی

بخشی از این مقاله با حمایت مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران انجام شده است. نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند؛ لذا شایسته است که نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. همچنین از آقای دکتر رسول فردوسی سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Calagari A.A., *"Geology and fracture- related hypogene hydrothermal alteration and mineralization of porphyry copper deposit at Sungun, Iran"*, Journal geological society of India 64 (2004) 595-618.

[2] Simmons V., *"The study of geology, geochemistry and genesis of porphyry copper deposit in Kighal and Barmalek, north of Varzeghan"*, Doctoral dissertation, University of Tabriz (1389) 200 p.

[3] Calagari A.A., Hosseinzadeh G ., *"The mineralogy of copper- bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East- Azarbaidjan, Iran"*, Journal of Asian Erth Sciences 28 (2006) 423- 438.

[4] Ghadimzadeh H., *"Economic geology and the exploration of gold in Safi Khanloo-Nowduz, southwest of Ahar (Arasbaran Zone)"*, MS.C thesis, Earth Sciences Research Institute (1378).

[5] Ferdowsi R., Calagari A.A., Hosseinzadeh M.R., Siahcheshm K., *"Petrography, geochemistry and chemistry of porphyry minerals in Starghan, Kharvana, East Azarbaijan"* , Iranian journal of crystallography and mineralogy 4 (1394) 774-759.

[6] Mohammadi B., Ali Akbari H., *"Final report of gold exploration in the Zaylic-Sarilar (south-east of Ahar)"*, Geological Survey of Iran (1391) 254 p.

[7] Nabavi M.H., *"An introduction to geology of Iran"*, Geological Survey of Iran (1355) 109 p.

[8] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., *"Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar- Arasbaran volcanic belt, Northern Iran"*, International Geology Review 52 (2009) 608-630.

[9] Mahdavi M.A., Amini Fazl A., *"Geological map 1: 100000 Ahar"*, Geological Survey of Iran (1367).

[10] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 85-187.

[11] Malpas J., Dozgoren-Aydin N.D., Aydin A., *"Behaviour of chemical elements during weathering of pyroclastic rocks. Hong Kong"*, Environment International 26 (2001) 359-368.

[12] Mason B., Moore C.B., *"Principle of geochemistry"*, John Wiley, New York (1984) 344 p.

[13] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., *"Origin and formation of Kaolin Minerals in*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]

saplolite of Tertiary alkalin volcanic rocks. Eastern pontides, NE Turkey", Clay Minerals 41(2007) 597-617.

[14] Heald P., Foley N. K., Hayba D. O., *"Comparative anatomy of volcanic – hosted epithermal deposite: acid – sulfate and adularia – sericite type",* Economic Geology 82 (1987) 1-26.

[15] White N.C., Leake M.J., McCaughey S.N., Parris B.W., *"Epithermal gold deposits of the southwest Pacific",* Journal of Geochemical Exploration 54 (1995) 87–136.

[16] Simmons S.F., White N.C., John D., *"Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits",* ECONOMIC GEOLOGY 100^{TH} ANNIVERSARY VOLUM (2005) 485−522.

[17] Plank T., Langmuir C. H., *"The chemical composition of subducting sediment and its consequence for the crust and mantle",* Chemical Geology 145 (1988) 325-394.

[18] Salvi S., Williams-Jones A. E., *"The role of hydrothermal processe in concentrating high field strength elements in the Strange Lake peralkalin complex, northeastern Canada",* Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 1917-1932.

[19] Nesbitt H. W., Wilson R. E., *"Recent chemicalweathering of basalts",* American Journal of Science 292 (1992) 740-777.

[20] Ma J., Wei G., Xu Y., Long W., Sun W., *"Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China",* Geochimica et Cosmochimica Acta 71 (2007) 3223-3237.

[21] Panahi A., Young G. M., Rainbird R. H., *"Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Vill Marie, Quebec, Canada"* ,Geochimica et Cosmochimica Acta 64 (2000) 2199-2220.

[22] Pokrovsky O.S., Schott J., Duper B., *"Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewater of permafrost dominated basaltic terrain in Central Siberia",* Geochimica et cosmochimica Acta 70 (2006) 3239-3260.

[23] Milnes A. R., Fitzpatrick R. W., *"Titanium and zirconium minerals. In: Dixon, J.B., Weed, S.W. (Eds.), Minerals in the Soil Environment",* Soil Science Society of America (1989) 1131-1205.

[24] Muchangos A., *"The mobility of rare-earth and other elements in the process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique)",* Journal of Geochemical exploration 88 (2006) 300-303.

[25] Wood S. A., *"The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure*", Chemical Geology 88 (1990) 99-125.

[26] Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C., *"Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures",* Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (1995) 4329-4350.

[27] Lewis A.J., Komninou A., Yardley B.W.D., Palmer M.R., *"Rare earth element speciation in geothermal fluids from Yellowstone National park, Wyoming, USA",* Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (1998) 657-663.

[28] Henderson P., *"Development in geochemistry, rare earth elements geochemistry",* Elsevier science publishers, New York (1989).

[29] Humphris S.E., *"The mobility of rare earth elements in the crust. In : Henderson, P. (Ed.) : Rare earth element geochemistry",* Elsevier, Amsterdam (1984) 317-342.

[30] Fulignati P., Gincada A.,Sbrana A., *"Rare earth element (REE) behavior in the alteration facies of the active hydrothermal system of volcano (Aeolian magmatic islands, Italy)",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 88 (1999) 325-342.

[31] Fedo C.M.,Nesbitt P., Young G.M., *"Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance",* Geology 23(1995) 363-381.

[32] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., *"Geochemistry of hydrothermal Kaolins in the SE area of Los Menucos, Province of Rlo Negro, Argentina",* Clay Odyssey Elsevier, Amsterdam (2001) 123-130.

[33] Dill H. G., Boss H. R., Henning K., Fricke A., Ahrendt H., *"Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru",* Mineralium Deposita 32 (1997) 149-163.

[34] Reyes A.G., *"Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration, mineralogy to their assessment",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 43(1990) 279-309.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-03-18]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.347]